

VÁLASZ

Szűcs Péter (D.Sc.) professzor úr opponensi véleményére a Felszínalatti vízáramlások mintázata fedetlen és kapcsolódó fedett karbonátos vízartó rendszerekben a Budai-termálkarszt tágabb környezetének példáján c. MTA doktori (D.Sc.) értekezésemről

Ez úton köszönöm Szűcs Péter professzor úrnak akadémiai doktori értekezésem alapos bírálatát, hasznos észrevételeit, előre mutató kérdéseit, valamint a dolgozat pozitív értékelését.

Köszönöm az észrevételt a téziseket illetően. Valóban azt a megoldást alkalmaztam, hogy a dolgozat "Következtetések és összefoglalás" 9. fejezetében fogalmaztam meg az új tudományos eredményeket anélkül, hogy azokat a "tézis" kifejezéssel illettem volna. Majd ebből a részletes és a dolgozat valamennyi eredményére kiterjedő anyagból vezettem le téziseimet, melyeket csak a téziszűzetben közöltem. A megoldás háttérében a dolgozat sokirányú következtetései álltak, melyek mindegyikét munkám eredményének tekintek. Ezek ugyanis vagy saját publikációimban, vagy e dolgozat keretében kerültek megállapításra. A tézisek tartalmi szempontból a "Következtetések és összefoglalás" fejezetben szereplő megállapítások más rendszerben történő szintézisét jelentik. Egyúttal megköszönöm téziseim elfogadását.

A bíráló részéről hat területen fogalmazódtak meg kérdések az értekezéssel kapcsolatban. Ezekre a kérdés feltüntetése után, válaszolok¹.

1. A hidrosztratigráfia helye és szerepe hogyan jellemezhető és módosul a karbonátos vízartó rendszerekben az üledékes hidrogeológiai medencék vizsgálatához képest? A 3.4.1. Hidrosztratigráfia c. alfejezet, valamint a 9. Következtetések és összefoglalás c. fejezet ad ugyan erre támpontot a bíráló részere, de némi kiegészítő vagy többlet magyarázat egyértelművé tehetné a leírtakat.

A dolgozatban szándékosan nem tértem ki a hidrosztratigráfiai tagolás részletezésére: i) egy, a MOL-nak készült kutatási részjelentésben (Mádlné Szőnyi J. és mtsi. 2013) leírtuk a tagolás elveit, ii) a teljes vizsgált területre vonatkozóan elvégeztük a részletes tagolást és iii) valamennyi hozzáférhető adat² kínálta részletességgel közel száz egységre jellemeztük a képződmények hidraulikai tulajdonságait. Mindemellett térképeken ábrázoltuk a főbb képződmények³ területi elterjedését, tető, talp és vastagság viszonyait. A többi képződményről nem lehetett hasonló részletességű térképeket készíteni az alapadatok hiánya miatt. Továbbá, e munka keretében a vizsgálati terület hévízkútjaiban elvégzett és dokumentált feltöltődési próbák valamennyi használt eredményét analitikus és numerikus módszerrel újra értelmeztük⁴. Az egyedi képződmények jellemzését követően azok összevonásával született meg az az öt hidrosztratigráfiai csoport, melyet a medenceléptékű

¹ Válaszomban munkám szó szerinti hivatkozásakor idézőjelet használok az oldalszám megjelöléssel, valamint a disszertációra utaló D jelzéssel.

² Terület fejlődéstörténete, irodalmi leírások a litosztratigráfiai egységekre, a MOL kutak (16 db) formáció szintű besorolása és kapcsolódó n, K adatok.

³ Földolomit Vívezető, Kosdi Vívezető, Budai Marga Vívezető, Kiscelli és Tardi Agyag Vízfogók.

⁴ Ezt dolgozatomban beadása óta publikáltunk (Garamhegyi et al. 2020). Ezek a tesztek többnyire rövid idejű hagyományos tesztek voltak, s eredményeiket figyelembe vettük a hidrosztratigráfiai csoportok besorolásánál azzal, hogy medenceléptékben nem reprezentatívak. Hiszen a hosszú idejű szivattyúpróbák tájékoztatnának a medenceléptékű hidraulikai paraméterekről.

kutatáshoz megfelelőnek találtam⁵. Az elvégzett hidrosztratigráfiai elemzés ismertetése felborította volna dolgozatom arányait, így azt munkám szempontjából “bemenő adatnak” tekintettem.

A hidrosztratigráfiai értékelés a medenceléptékű kutatásokban a medenceléptékű hidraulikai/TDS/T elemzésen belül foglal helyet⁶, e munkafázis egyik lépését képezi (5.1.2 tétel 1. ábra). A hidrosztratigráfia bemenő adat a numerikus áramlás és transzport szimuláció fázis során is. Itt azonban a feldolgozás részletességének már nagyobb szerepe van, hiszen az egységek geometriája és paraméterei (porozitás, hidraulikus vezetőképesség stb.) kvantitatív módon érintik az eredményeket⁷.

A medenceléptékű kutatás vastag karbonátos rendszerekre történő adaptálása során a sziliciklasztos medencék kutatásánál alkalmazott megközelítésekből indultam ki. Ahogy arra Szarka László bírálóm is utal, a medenceléptékű értékelésre kidolgozott algoritmus ugyanis “képződményfüggetlen”. A hidrosztratigráfiai trendeket a karbonátos képződményekben a lépték növelésével nő a permeabilitás, az oldódás ugyanis növeli a regionális permeabilitást (2.1. ábra, p 12. D). Ezzel szemben a sziliciklasztos medencékben ellentétes a trend egyrészt az agyagos képződmények regionális permeabilitást csökkentő hatása, másrészt az oldódás hiánya miatt (Garven 1986, Király 1975 in Tóth)⁸.

2. A dolgozat 24. oldalán olvasható a következő mondat a források értékeléséhez kötődően. „Ez az eredmény felhívja a figyelmet a medenceléptékű és a víztartó- vízgyűjtő szintű karsztkutatási módszerek elkülönítésének szükségességére.” Hogyan kell értelmezni ezt a kijelentést egy hidrogeológusnak?

A Budai-termálkarszton végzett víznyomjelzési kísérlet (Erőss és mtsi. 2006), a forráshidrogram elemzések, s a karsztos módszerek területre történő alkalmazása alapján kiderült, hogy az ún. klasszikus karsztra használt módszerek és kutatási technikák (Ford és Williams 2013, Goldscheider és Drew 2007 stb.) a BTK-ra és a hasonló vastag és mély karbonátos rendszerekre nem használhatók.

A víztartó és a medence lépték korrekt definiálása ma is hiányzik a szakirodalomból⁹. Ezt a hiányt pótoltuk, amikor a “medencelépték” kifejezést a sziliciklasztos területek mellett a vastag és mély karbonátos régiókra is kiterjesztettük és azokat a rendszer egészeként a fedett és fedetlen részekkel együtt értelmeztük (Mádl-Szőnyi J. és Tóth Á. 2015, Tóth és mtsi. 2020). Ebben az értelmezésben a rendszer hossza több száz kilométer, szélessége elérheti a száz kilométert, a karbonátos képződmények vastagsága néhány száz métertől több ezer méterig terjedhet a hasonló nagyságrendekben jelen levő fedőképződményekkel együtt (Mádl-Szőnyi 2021). A medenceléptékű értékelés során a fedőképződményeket a rendszer szerves részeként kezeljük és értelmezzük a víztartóval fellépő hidraulikai és kémiai kölcsönhatások miatt (Mádl-Szőnyi és mtsi. 2019).

E kérdést egy, a Springer kiadásában megjelent könyvfejezetbe készített táblázatban foglaltuk össze (Mádl-Szőnyi és Tóth Á. 2017), melyet azóta továbbfejlesztettem (Mádl-Szőnyi 2021) (1. táblázat).

⁵ A hidrosztratigráfiai csoportok levezetésén aktívan dolgoztam, és azt egy első szerzős cikkben publikáltuk (Mádl-Szőnyi és mtsi. 2019).

⁶ A tagolás léptéke természetesen függ a feldolgozás méretarányától.

⁷ Ezért is írom a dolgozatomban, hogy a “medenceléptékű numerikus modellezések a hidrosztratigráfiai tagolás finomítását igénylik” (p 25. D).

⁸ A bővebb indoklást ld. 2. kérdésre adott válaszban.

⁹ Még akkor is, ha Király (1975) és mások (Sauter 1992 sb.) művében több évtizede megjelent ez a fajta REV alapú elkülönítés a hidraulikus vezetőképességet illetően.

Összehasonlítási szempontok	Víztartó lépték	Medence lépték	Különbség medenceléptékben
A hidraulikus vezetőképesség heterogenitása	Részletes megismerés szükséges, a heterogenitás meghatározza a felszínalatti lefolyás mintázatát	A heterogenitás részletes megismerése nem lehetséges és nem is lehet cél a rendszer mérete folytá.	Értéke 2–3 nagyságrenddel nagyobb, mint víztartó léptékben (Király 1975, Sauter 1992)
Diffúziós állandó	Rövid idejű szivattyúpróbákból levezethető víztartó jellemző	Regionális tulajdonság, ami jellemzi a rendszer hidraulikai reakcióját a külső hatásra (szivattyúzás, éghajlatváltozás miatti beszivárgás változás)	Értéke nagyobb, mint víztartó léptékben ¹⁰ , a hidraulikus emelkedés és a pórusnyomás változások a rendszerben jobban terjednek ^{11,12,13}
Források	Tájékoztatnak a víztartó szintű lokális dinamikáról és tükrözik a heterogenitás hatását	Az egyedi források hidro- és kemográfjaiban nem tapasztalunk változást az egyedi csapadék eseményekre	Regionális léptékben a megcsapolódási helyek tengerszint feletti magasságára és a források paramétereiben tapasztalható regionális léptékű különbségekre érdemes összpontosítani ¹⁴
Numerikus szimuláció	A használt koncepciók a heterogenitás reprezentálására összpontosítanak (DC, CDC, DFN, DCN) (Kovács és Sauter 2007 stb)	A heterogenitások részletes megismerésének hiányában a medenceléptékű kutatás módszerei használhatók a hidraulikai paraméterek lépték függésének figyelembevételével	A medence geometria, természetes határfeltételek medence léptékű hidraulikus (hőtani) tulajdonságok és főbb tektonikai elemek beépítése. Első közelítésben az EPM módszer alkalmazható (Wellman és Poeter 2006)
Validáció	Forrás hidro-, kemográfok, izotóp és egyéb nyomjelzők (Goldscheider és Drew 2007)	Források helye (domborzati hajtóerő miatt) és paramétereik eloszlásbeli különbségei	Források adatainak klaszterezése, majd a felismert különbségek és a szimulációs eredmények összevetése
A regionális vízáramlási	Nem mutathatók ki a víztartó skála lokális	A rendszer mérete miatt a hierarchikus	

¹⁰ A K értéke nagyobb ebben a léptékben, az S_0 értéke a sziliciklasztos képződményekhez képest kisebb a karbonátokban.

¹¹ A hidraulikus folytonosság a kőzetváz skálafüggő empirikus tulajdonsága, mely az indukált hidraulikus emelkedési magasság, illetve pórusnyomás (Δh_1 ; Δp_1) és az indukáló hidraulikus emelkedési magasság, pórusnyomás (Δh_2 ; Δp_2) hányadosaként fejezhető ki. Jele: C. Értéke elméletileg 0 és 1 között változik. Függ az eredet és a megfigyelési pont közötti távolságtól és a pórusnyomás változás terjedési sebességétől (azaz a hidraulikus vezetőképesség és a diffúziós állandó), valamint a megfigyelés időtartamától. Ezáltal mindig egy adott problémára értelmezhető a tér- és időlépték figyelembevételével (Tóth 1995).

¹² A hidraulikus folytonosság a sziliciklasztos medencékhez képest is számottevőbb a karbonátos kőzetekben azért, mert a regionális hidraulikus vezetőképesség értéke nagyobb a sziliciklasztos medencékhez képest (ld. korábban).

¹³ A hidraulikus folytonosság a medence léptékű vízáramlási rendszerek kialakulásának előfeltétele (Tóth 1999), ennek értelmében az áramlási rendszerek medencebeli kialakulása a hidraulikus kapcsolatok miatt lehetséges.

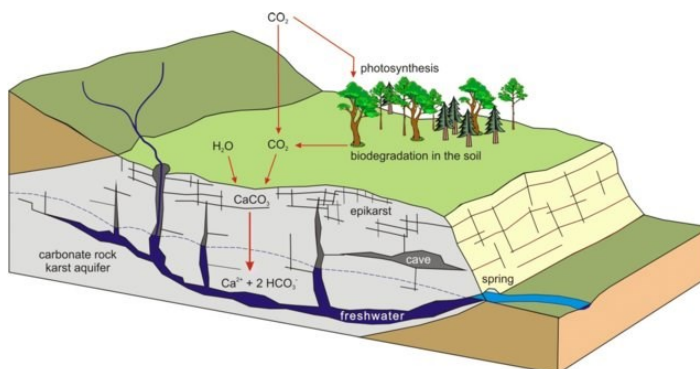
¹⁴ A források a medenceléptékű vízáramlási rendszerek megcsapolódási jelenségei (Tóth 1971, Tóth 1999) és ennek értelmében az áramlási pálya mentén zajló folyamatokat a kiáramlási pontjaikban integráltan tükrözik. Medence léptékben hosszú áramlási pályákkal kell számolni (köztes és regionális áramlások esetében). Számolni kell a jelentős mennyiségű tározott víz jelenlétével, ami pufferezi az egyedi események hatásait a rendszerben.

rendszerek kimutathatósága	léptéke miatt	rendszerek kimutathatók	
----------------------------	---------------	-------------------------	--

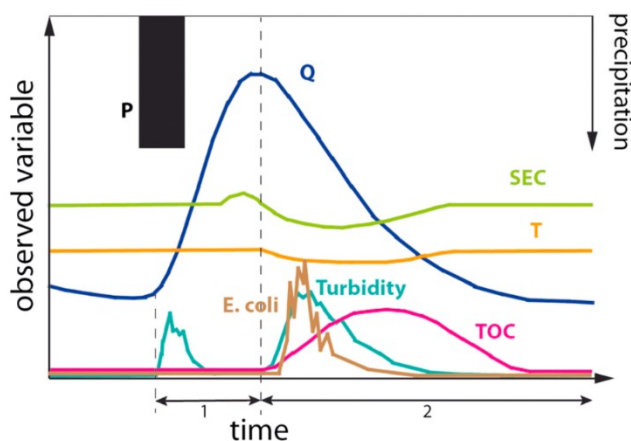
1. táblázat A víztartó és a medence lépték összehasonlítása (Mádl-Szőnyi és Tóth Á. 2017 után módosítva, Mádl-Szőnyi 2021)

3. Az egyre kifinomultabb, speciális matematikai módszereket alkalmazó forrás hidrográf vagy hidrogram elemzések segíthetik-e a felszín alatti vízáramlások mintázatának meghatározást karbonátos víztartó rendszerekben? Történtek-e ilyen elemzések a Budai - termálkarszt területén?

A kérdésre adott válasz részben kapcsolódik bírálóm 2. pontban feltett kérdéséhez. Azt csak két ábrával és egy rövid magyarázattal egészítem ki (1.a,b. ábra), illusztrálva (víztartó léptékben) a forrásokban csapadékesemények hatására tapasztalható reakciókat.



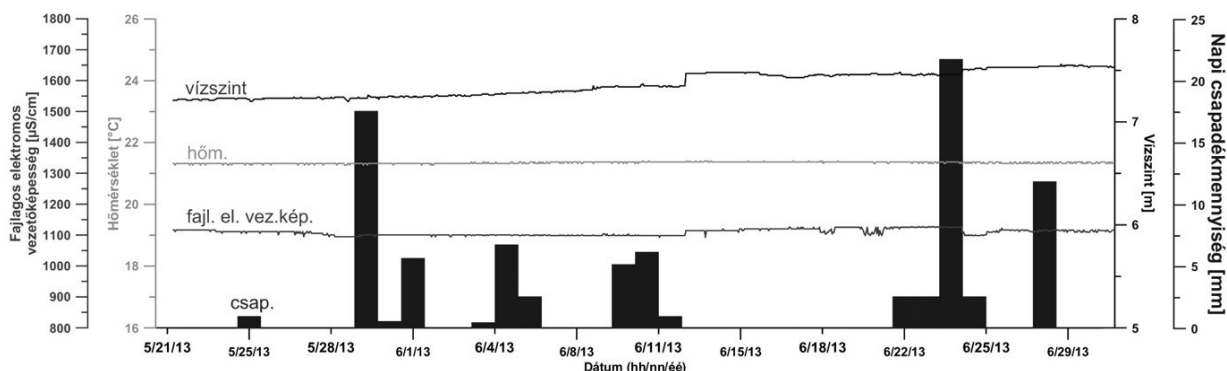
1.a ábra A karsztrendszer sematikus ábrázolása a vízkészletekkel és a jellemző folyamatokkal (Goldscheider 2019, modified after Goldscheider and Drew 2007)



1.b ábra Példa forrás hidro- fiziko- és kemográfra (Hartmann és mtsi. 2014)

Források és kutak idősoros mérésével és elemzésével (vízszint, vízhozam, kémiai paraméterek) foglalkoztunk a Budai-termálkarszton, majd a kapott adatokat matematikai statisztikai módszerek (alapstatisztika, korreláció, keresztkorreláció, dinamikus faktoranalízis Dr. Kovács J.) bevonásával elemeztük. Ennek szemléltetésére néhány eredményt ismertetek. i)A Budai-termálkarszt langyos- és termálforrásai hozamában az egyedi csapadék események hatása nem jelentkezik (Mádlné Szőnyi és mtsi. 2001; Bodor és mtsi. 2015) (2. ábra és 3. táblázat). A keresztkorrelációs együtthatók értéke alapján a csapadék és a paraméterek

korrelálatlanok¹⁵. A megcsapolódási terület forrásaiban az utánpótlódási területen lehullott napi csapadékmennyiség hatása egyáltalán nem mutatható ki. Ennek oka a mögöttes karsztrendszer nagysága és jelentős tározóképesége lehet (Alföldi és mtsi. 1968; Mádlné Szőnyi és mtsi. 2001; Erőss és mtsi. 2006) (ld. még 2. pontra adott választ).



2. ábra Boltív-forrás Dataqua műszerrel rögzített vízszint, hőmérséklet és fajlagos elektromos vezetőképesség adatai 2013.05.21– 06.30 között a dunai nagy árvíz idején (Bodor és mtsi. 2015)

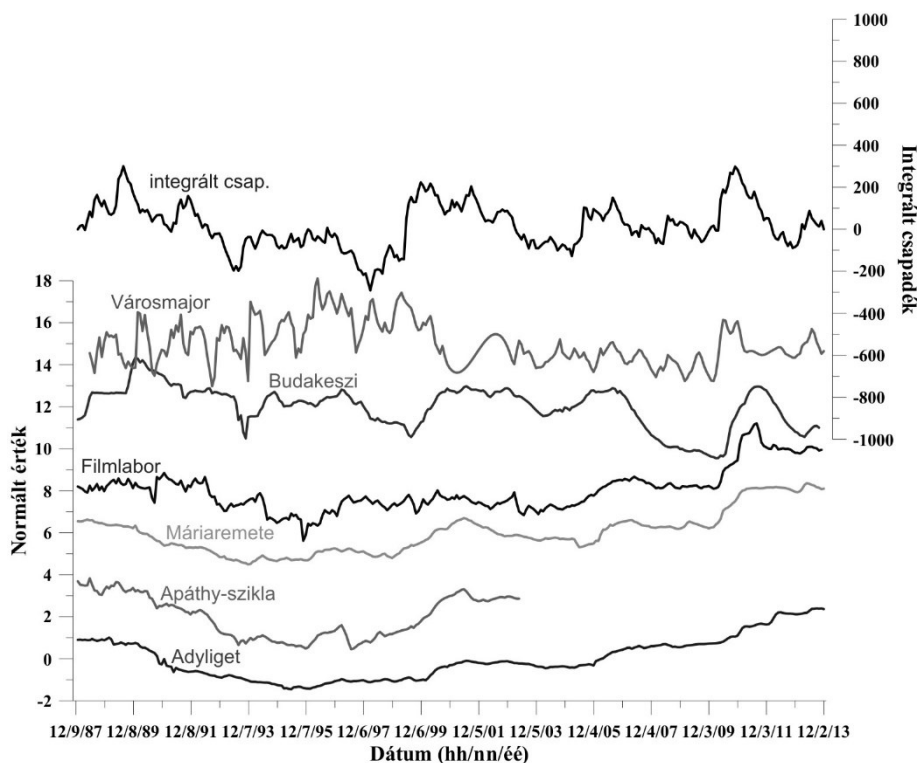
	Vízszint (m)	Hőmérséklet °C	Fajlagos elektromos vezetőképesség (μS/cm)	Napi csapadékmennyiség (mm)
Vízszint (m)	1			
Hőmérséklet °C	0,553	1		
Fajlagos elektromos vezetőképesség (μS/cm)	0,553	0,254	1	
Napi csapadékmennyiség (mm)	0,032	-0,005	0,031	1

3. táblázat A Malom-tóban a Boltív-forrás hasadékaiban rögzített (Dataqua) adatok és a napi csapadékmennyiség (Budaliget) korrelációs mátrixa 2013.05.21–2013.06.30. a dunai nagy árvíz idején (Bodor és mtsi. 2015)

ii) Megállapítottuk, hogy a BTK utánpótlódási területén működő karsztvízszint-megfigyelő kutakban sem észlelhető az egyedi csapadékesemények hatása (Bodor és mtsi. 2015). Az idősorok mintázatát az integrált csapadékelterés (Mádlné Szőnyi 1994) befolyásolja elsődlegesen (3. ábra)¹⁶. A dinamikus faktoranalízissel becsült további faktoridősort feltételezhetően a bányavíztelenítés hatására (Csepregi 2007) vezethető vissza, melynek visszaszorítása az 1990-es évektől növekvő trendet okozott a kutak vízszintjében (Bodor és mtsi. 2015).

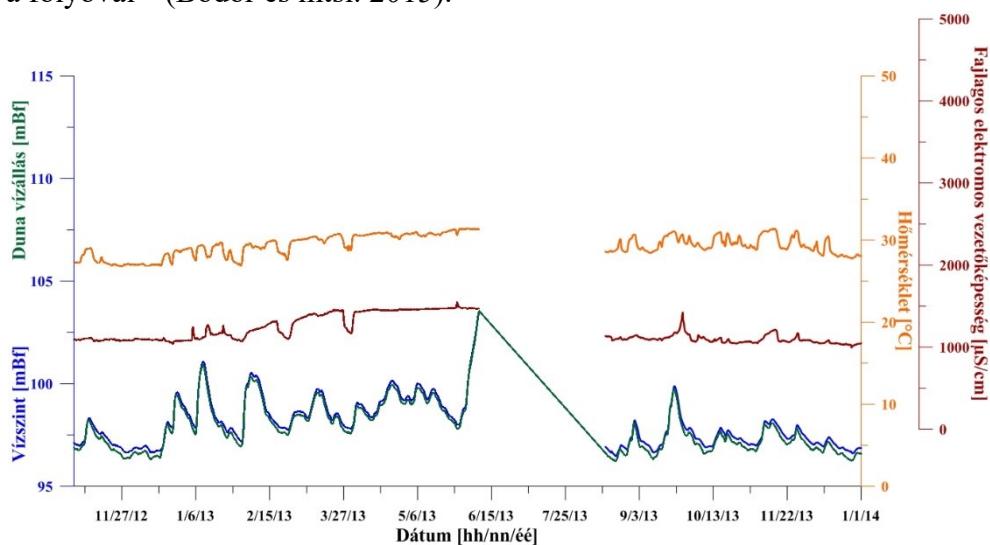
¹⁵ Nincs közöttük lineáris kapcsolat. Az egyedi csapadékesemények késleltetett hatása sem mutatkozik meg a forrás paramétereiben.

¹⁶ A korreláció értékek magas-közepesek (Apáthy-szikla: 0,731, Máriaremete: 0,44, Adyliget: 0,359), összhangban a kutak hidrográfjaiból becsült faktoridősorok eredményeivel (első faktor intenzitás: Apáthy-szikla: 0,6958, Máriaremete: 0,6874, Adyliget: 0,7354). A legjobb összefüggést mutató kutak a rózsadombi utánpótlódási területre eső fedetlen karszton mélyült kutak. A fedő jelenléte és az, hogy a kút mészköre van szűrőzve (Városmajori kút: -0,174 és -0,3849), gyengíti a kapcsolatot. Ami a dolomithoz képest változókéonyabb vízjárást okoz (Mádlné Szőnyi 1994).



4. ábra A karsztvízszint megfigyelő kutak normált vízszint értékei (egymáshoz képest konstans értékkel eltolva) és az integrált csapadékelterés 1988. január 1. és 2013. december 2. között (Bodor és mtsi. 2015)

iii) Régóta ismert, hogy langyos és meleg források hidrográfjait a területen a Duna, mint fő erózióbázis hatása befolyásolja leginkább (Schafarzik 1920, Papp 1942, Kessler 1963 stb.). A Duna Lukács-fürdő előtt található parti régiójában mélyült sekély kút hidro- és kemográfjai (2012–2014 közötti¹⁷) egyértelműen a Duna hatását tükrözik, amit a korrelációs együtthatók is alátámasztanak (4. ábra). A keresztkorrelációs vizsgálatok eredményei alapján a folyó közeli sekély kutakban (pl. FM-1) azonnal vagy pár órán belül kimutatható a folyó hatása, míg a Molnár János-barlang – Boltív-forrás – Malom-tó rendszerében 3–4 nap után, ott már sokkal gyengébb a kapcsolat a folyóval¹⁸ (Bodor és mtsi. 2015).



5. ábra Az FM-1. kút adataiból készített diagram és a Duna vízállása. Jelmagyarázat: kék: vízszint, zöld: Duna vízállás, vörös: fajlagos elektromos vezetőképesség, sárga: hőmérséklet (Bodor és mtsi. 2014)

Egy átfogó matematikai statisztikai elemzésen alapuló vizsgálat a folyó teljes budai oldalát

¹⁷ A 2013. május-júniusi nagy árvíz időszakában nem álltak rendelkezésre adatok (Bodor et al. 2014)

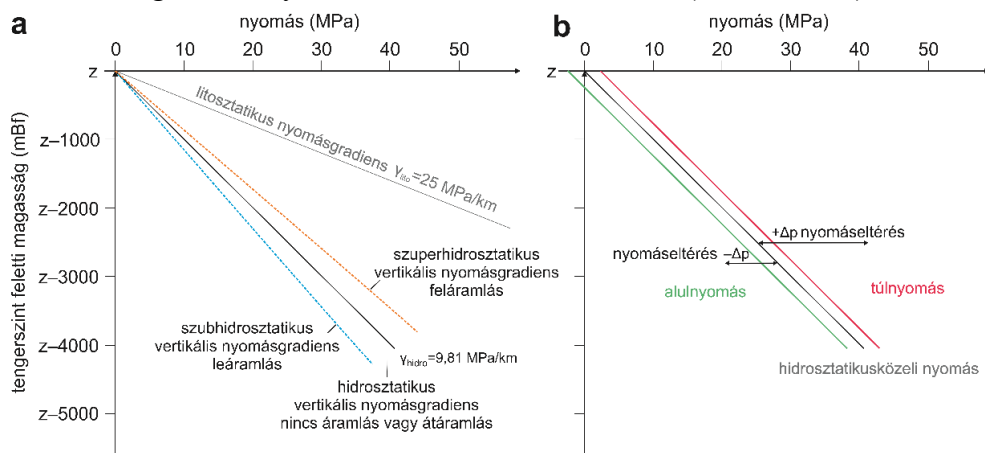
¹⁸ A paraméterekben alig volt változás a vizsgált időszakban (Bodor et al. 2014).

érintette¹⁹ (Striczki 2010). Ez árvízi és árvízmentes időszakokra is szoros, 0,9 korrelációt adott a vízszint és a Duna között. Az EC és a T esetében nem volt ilyen erős kapcsolat $r=0,75$ és $0,87$. A folyó hatásideje, amit keresztkorreláció alapján az adatok időbeli eltolásával becsültek, az egyes kutak folyótól való távolsága és a földtani közeg függvényében néhány óra és egy nap között változik (Striczki 2010, Mádlné Szőnyi és mtsi. in Mindszenty szerk. 2013).

Az elvégzett elemzések alapján elmondható, hogy a klasszikus karsztokra kidolgozott recessziós görbék elemzésén alapuló értékelések a Budai-termálkarszt langyos és meleg forrásainak idősoelemzésére nem használhatók. Ezért más módszereket kellett kidolgozni (ld. 2. kérdésre adott válasz).

- 4. A 27. oldalon olvashatunk a $p(z)$ nyomásprofilok alkalmazásának a lehetőségéről. A gyakorlati megvalósítás tényleg csak úgy lehetséges, ahogy itt is leírva szerepel. „Ezeket a profilokat néhány tíz km^2 -en belül találhatók, különböző szintre szűrőzött kutak pórusnyomás adataiból szerkesztjük.” Véleményem szerint ez a megközelítés helytálló lehet üledékes és repedezett vízáadó rendszerek vizsgálatánál. Ezekben az esetekben reális képet adhat az egy függély mentén történő értelmezés, hiszen a rétegek laterális irányú változása ilyen nagyságú területeken zömében elhanyagolható. Hogyan kell ezt erősen karsztosodott kőzetek esetében kezelni, ahol igen komoly változások lehetnek a hidrodinamikai viszonyokat illetően a törésvonalak és a karsztosodási jelenségek miatt akár néhány méteren belül is laterális irányban?**

A nyomásprofilok a medencehidraulikai megközelítés során használt módszerek között foglalnak helyet. Alkalmazásuk során a kutak helyére vonatkozó megkötés arra szolgál, hogy a különböző pontokban mélyített kutakat – egy hipotetikus függély mentén – együtt értelmezhesük²⁰. A $p(z)$ profilok célja kettős: i) egyrészt alkalmasak a vízszintkülönbségek révén a medencében kialakuló vertikális hajtóerő kimutatására, ii) másrészt a közel hidrosztatikus nyomásrezsím vertikális lehatárolására szolgálnak a nyomáseltérések értékelésével²¹ (6.a és b ábra).



6. ábra Elvi nyomás-eleváció profil, $p(z)$, a) a vertikális nyomásgradiensek, a hidrosztatikus (1000 kg/m^3 sűrűségű vízre vonatkoztatott) és a litosztatikus nyomásprofil feltüntetésével; b) a felszínalatti nyomásrezsímek és a nyomáseltérések ábrázolásával (p. 28 D 3.3. ábra)

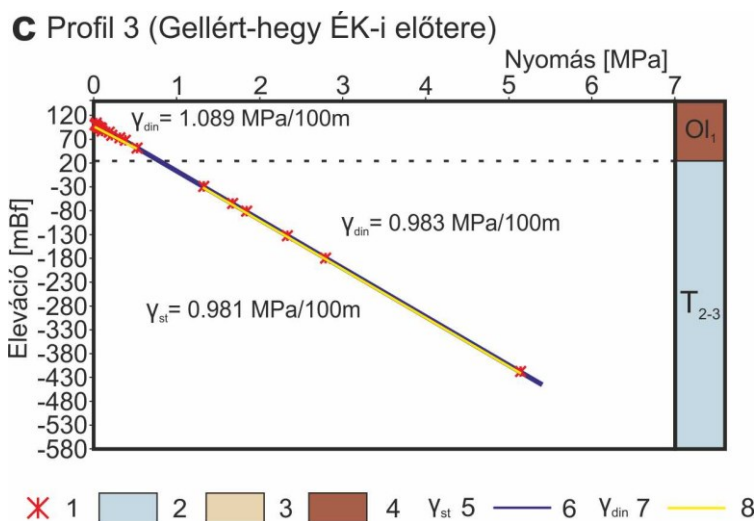
A nyomásprofilok szerkesztése független a kőzet típusától, a karsztosodottság és a laterális változékonyságtól. Ugyanis nem víztartó léptékben dolgozunk, ahol a permeabilitás

¹⁹ 2009-2010 között, több mint egy éven át, a budai Duna-parti Főgyűjtő csatorna 22 megfigyelőkútjában és két forrásában végzett matematikai módszerekkel idősor elemzéseket (Striczki 2010).

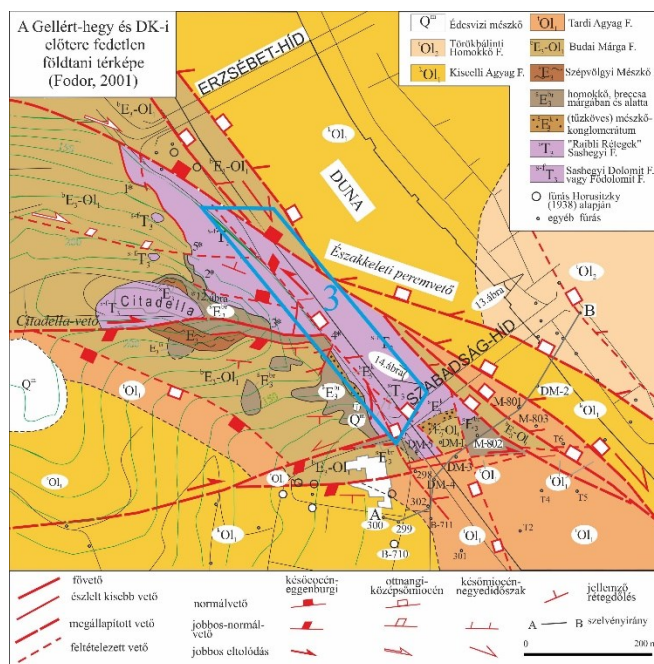
²⁰ A medencehidraulika mérettartományában (területi kiterjedés $>10\,000 \text{ km}^2$) a néhány $10 \text{ km}^2 < 0,1\%$ -ot tesz ki, azaz „pontoszerűnek” tekinthető.

²¹ A földkéregben a vízszintkülönbségek olyan szintekig hatnak, ameddig azt a topográfiai hajtóerők, a hidraulikus vezetőképesség értékek, medence geometria lehetővé teszik. Ezt a hidraulikus emelkedési magasságok/nyomások jelzik (ld. 5.1.3. módszertani tézis ii.). Ha ettől eltérő értékeket tapasztalunk, azok már egyéb hajtóerőket jeleznek.

heterogenitása határozná meg a folyamatokat²². A profilok lefutása révén a nem ismert heterogenitás miatt medenceléptékben fellépő hidraulikus összeköttetés módját kívánjuk értékelni. Illusztrálásként tekintsük a Gellért-hegy előterére készült az ÉK-i peremvetőt is magában foglaló p(z) profilt, majd vessük ezt össze a profil területen belüli megfigyelésekkel.



7. ábra p(z) profil a Gellért-hegy előterében (Erhardt és mtsi. 2017)



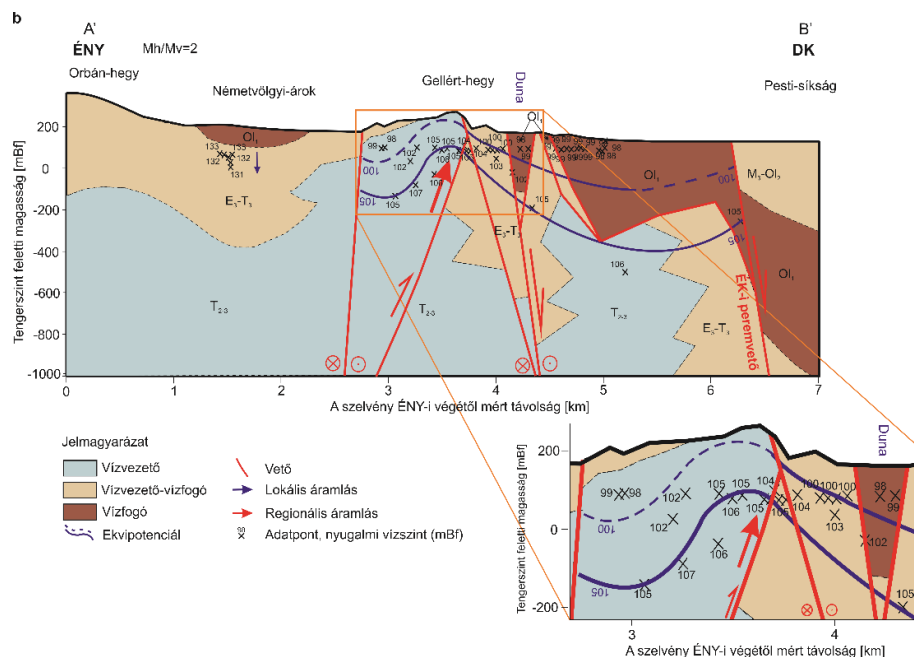
8. ábra A Gellért-hegy és DK-i előtere fedetlen földtani térképe (Fodor 2001)

A profilon (7. ábra) az adatpontok két csoportot alkotnak. A sekély, $z=51-102$ mBf pontok feláramlást jeleznek²³ az oligocén vízfogóban. A mély csoport pontjaira $z=(-29)-(-417)$ mBf a közel hidrosztatikus érték²⁴ horizontális áramlást jelez a triász víztartóra. Dolgozatomban megállapítom: „A feláramlás itt az ÉK-i peremvető felszínközeli vezető viselkedéséhez köthető, melyet az is bizonyít, hogy levett oldalán a potenciálértékek 15 m-es esése figyelhető meg (Erhardt és mtsi. 2017).” (p 55. D) (9. ábra).

²² Id. még a 2. és 3. kérdésekre adott válaszokat. Értelemszerűen a módszer víztartó skálán, karsztosodott víztartókban ebben a formában nem használható, hiszen ott a heterogenitások és az abból fakadó differenciáltsága határozzák meg a felszín alatti lefolyás mintázatát, és abban az esetben igaz bírálom észrevétele (1.a,b ábra).

²³ Szuperhidrosztatikus nyomásgradiens érték: $\gamma_{dyn}=1,089$ MPa/100 m.

²⁴ $\gamma_{dyn}=0,983$ MPa/100 m



9. ábra Hidraulikai keresztmetszvény: a) a központi és b) a déli megcsapolódási területen keresztül (Fodor in Mindszenty szerk. 2013 földtani szelvénye alapján: Erhardt és mtsi. 2017 nyomán módosítva) (p. 52. D 5.3. ábra)

A $p(z)$ profil magában foglaló területre készült fedetlen földtani térképen (Fodor 2001) a földtani heterogenitás és szerkezeti tagoltság összetett helyi hidrogeológiai viszonyokat tükröz (8. ábra). A Gellért-tároló bizonyos szakaszain feltárja ezeket a képződményeket és szerkezeteket. A tárolóban a GT XIV és a GTXVII kutak között 100 m-en ~ 6 m vízszintes és észlelhető több időpontban végzett megfigyelések alapján (Szalontai 1968, ELTE mérések 2016, 2008, Priegel 2016). A rétegdőlések megváltozása ebben a zónában a Citadella-vetőt jelzi, ugyanis a töréses zóna permeabilitása környezetéhez képest nagyobb (Priegel 2016).

Mivel a $p(z)$ profilok szerkesztésekor a pontokra egyenest illesztünk és annak gradienssel dolgozunk, így a profilok nem képesek visszatükrözni az egyes vetők, karsztosodott zónák hatását egy profilon belül²⁵. De alkalmasak más $p(z)$ profilokkal való összevetésre és medenceléptékű kiértékelésre.

- 5. A karbonátos víztartó rendszerek lehetnek erősen karsztosodottak, de az is elképzelhető vastag rendszerek esetében, hogy egy olyan jellegű repedezett vízadóról van szó, ahol az ekvivalens porózus közeg EPM megközelítés jó megbízhatósággal alkalmazható. E gondolatmenetet alkalmazza a dolgozat szerzője is. Többek közt a 96. oldalon is olvashatunk az EPM módszer alkalmazhatóságáról. Bírálóként egyet tudok érteni ezzel a javaslattal, amennyiben egy vizsgált karbonátos víztartó rendszerben az erősen karsztosodott zóna mélysége csekély a teljes vastagsághoz képest, azaz a vizsgált karbonátos rendszer inkább repedezett jelleget mutat, és nem az erős karsztosodás a jellemző. A Budai-termálkarszt esetében hogyan alakul az erősen karsztosodott és a repedezett zónák vastagságainak aránya?**

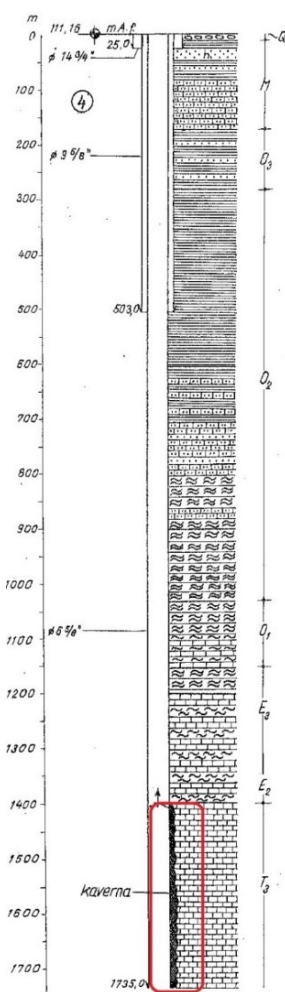
Köszönöm bírálóm kérdését. A dolgozatban a következőket írom: “Az EPM átlag paramétereket használ helyett, hogy a mátrix, repedezettség és a karsztjáratokra vonatkozóan elkülönített paraméterekkel dolgozna (Lapcevic és mtsi. 1999).” “Az EPM repedéses rendszereknél és kevésbé karsztosodott területeken alkalmazható, amennyiben a vizsgálati terület elegendően nagy ahhoz,

²⁵ A profilok mintegy kiegyenlítik ezeket a lokális változékonyságokat és azok területi és vertikális függély menti eredőjét mutatják meg.

hogy átlagos paraméterekkel dolgozzunk (Pankow és mtsi. 1986; Loáiciga és mtsi. 2000; Scanlon és mtsi. 2003; Rodríguez és mtsi. 2013; Ghasemizadeh és mtsi. 2015). Alkalmazása során a folytonossági egyenlet megoldása lamináris áramlásra vonatkozik. Azaz nem számol a felszínalatti vízáramlások „helyi heterogenitásból adódó” irányával, fluxusaival és a turbulens áramlással (Kuniansky és Holligan 1994, Teutsch és Sauter 1998, Scanlon és mtsi. 2003).“ “Az egyedi karsztjáratok beépítésének elhanyagolása azzal indokolható, hogy azok lokális hatása az elemi térfogatra kiátlagolódik (Abusaada és Sauter 2013). Az EPM használata esetén a hangsúly a medenceléptékű folyamatok, áramlások megértésén alapul (Singhal és Gupta 2010).“ (Mádlné Szőnyi D 33p.).

Az EPM megközelítés nem zárja ki az anizotrópia definiálását a medenceléptékű numerikus modellekben, ezzel mi is dolgoztunk (pl.: Havril és mtsi. 2016)²⁶. Szijártó és mtsi. (2021) munkájában hibrid modellt is alkalmaztunk (Berre és mtsi. 2019), ahol beépítettük a vezető vetők hatását²⁷.

A repedezett és a karsztos víztartók hidraulikai viselkedésének elválasztására Kovács A. (2019) dolgozott ki eljárást. Módszerei alkalmazásának szükséges feltétele a forrás vagy kúthidrogramokon megfigyelhető recessziós görbe, melyből levezethető a kiürülési együttható. Az alkalmazás a BTK-ra nem megoldható, ugyanis ilyeneket a karsztforrásokban nem észlelünk (ld. 3. kérdésre adott válaszmot). Sőt, már az utánpótlódási terület karsztos megfigyelő kútjaiban sem észlelhető az egyedi csapadékok hatása. A fentiekből fakadóan a víztartó és a medence lépték eltérő modellezési követelményeket állítanak a hidrogeológusok elé.



2. ábra A Paskál-malmi kút rétegsora a kavernával (Alföldi és mtsi. 1968)

²⁶ Ami erősen karsztodott esetben akár $K_{xx}/K_{zz}=0,1$ is lehet (Szijártó et al. 2019).

²⁷ A vetők lokális anomáliát okoztak az áramképben és a hőmérséklet eloszlásban (Szijártó és mtsi. 2021).

Bírálom utolsó kérdésére, miszerint a Budai-termálkarszt esetében hogyan alakul az erősen karsztosodott és a repedezett zónak vastagságainak aránya, pontos választ nem tudok adni.

Kiindulhatunk a pre-kainozoós alaphegységi képződményeket bemutató térképből²⁸ (Haas és mtsi. 2010) és abból, hogy a dolomit kevésbé jól oldódik, mint a mészkő, viszont ridegsége folytán a kőzet töredezik. Első közelítésben tehát a mészkő anyagú alaphegységi képződményekben várjuk a hatékonyabb karsztosodást.

Az utóbbi évtizedben történtek lokális, barlangi léptékű porozitás értékelések a budai Pál-völgyi barlangra vonatkozóan²⁹ (Albert és mtsi. 2014), de ezek az eredmények nem felelnek meg a medencelépték kívánalmainak.

A fedett karsztban található üregekre vonatkozóan elsőként a Paskál-malmi kút fúrása idején irányult figyelem (Alföldi et al. 1968)³⁰. Ezért elemeztük a fúrási rétegsorok üregesedésre utaló nyomait és az iszapvesztességgel jellemzett szakaszokat (Mádlné Szőnyi és mtsi. 2013, Pável 2014). Budapest területén a vizsgált 46 hévízkút karbonátos képződményekben 16 esetben³¹ találtunk a üregesedésre és/vagy iszapvesztésre utaló nyomokat. Megállapítottuk, hogy az üregesedés a litológiától függetlenül jelenik meg, de nem egyenletesen. A fedett karsztban több pontban figyeltük meg, míg a fedetlen kevésebb jellemző és néhány m-től 300–350 m-ig terjed az üregesedés előfordulása a kőzetvázban. Kimutatható több szintű üregesedés is (Pável 2014). A Budai-termálkarszt tágabb környezetére elvégzett vizsgálatok hasonló mintázatot találtak, és megerősítették, hogy regionális léptékű karsztosodásról van szó (Mádlné Szőnyi és mtsi. 2013).

6. Tervezi-e a dolgozat szerzője háromdimenziós numerikus áramlási és hőtranszport modellezés szimulációk megvalósítását karbonátos víztartó rendszerek vizsgálatára a jövőben? A dolgozatban bemutatott numerikus szimulációk kétdimenziósak. A bemutatott esetekben elfogadom ezen egyszerűsített közelítés helytállóságát a megadott indokok alapján. Azaz a felszín alatti víztükör beszivárgás vezérelt, és a vízszintek lefutása nem követi a domborzat változékonyságát. Mindezek ellenére a vizsgált területek vízháztartási viszonyainak pontosításában és számos egyéb jelenség még realiztikusabb leírásában további előrelépést jelenthetnek a háromdimenziós szimulációk³².

Köszönöm bírálóm előre mutató kérdését. A következőt írom dolgozatomban (p 33-34. D) "Modellezési szempontból fontos kérdés, hogy a szimuláció elvégezhető-e két dimenzióban³³ vagy a topográfiai hatás összetettsége révén csak három dimenzióban nyújt kielégítő eredményt. E kérdés Gleeson és Manning (2008) tanulmánya alapján vizsgálható. A Dunántúli-középhegységre elvégzett értékelés alapján a víztükör beszivárgás vezérelt és a 2D modellezés elfogadható (Tóth Á. 2018)³⁴. A Budai-termálkarsztra Havril és mtsi. (2016) és Havril (2018) levezetése alapján szintén elfogadható a 2D közelítés". A BTK numerikus szimulációján munkatársaimmal (Galsa Attila, Tóth Ádám) és hallgatóinkkal (Szijártó Márk) PhD munkája keretében dolgozunk.

²⁸ Budapest DNY-i és DK-i régiójában az alaphegységi képződmények jellemzően középső-felső-triász platform fáciesű dolomit és felső-triász platform fáciesű dolomit. A középső régióban nyugaton felső-triász márga és mészkő, a Dunától K-re medence kitöltésű tűzköves mészkő és dolomit is megjelenik. Ugyanez a képződmény Budapest É-i részén a Dunától Ny-ra is megtalálható, de a felső-triász platform fáciesű mészkő elterjedtebb. Ez található meg a Duna bal partján is a város északi részén.

²⁹ A repedéses porozitást figyelmen kívül hagyva, a karsztjáratokhoz köthető porozitás 9,18%-nak adódott, amelyből makroporozitás 1,23%, a mezo skálájú porozitás pedig 7,95% (Albert és mtsi. 2014).

³⁰ A fúrás 1397 m mélységben érte el a triász mészkő alaphegységet, melynek mélyreható, kb. 335 m-es hasadéka a béléscső akadálytalanul jutott le 1735 m mélységig (Alföldi et al. 1968).

³¹ Budaörsi Dolomit, Mátyáshegyi, Földolomit, Dachsteini Mészkő, Szépvölgyi Mészkő, Budai Márga

³² A kérdés átfed Szarka László bírálóm 5. kérdésével, így válaszaiban is van átfedés, melyet dőlt betűvel jeleztem.

³³ Az elkülönítés alapja a beszivárgás (R) és a hidraulikus vezetőképesség (K) aránya. Ha az $R/K < 1$, akkor beszivárgás vezérelt, míg ha $R/K > 1$, akkor topográfia által szabályozott a víztükör, és vezérelt a vízáramlás (Haitjema és Mitchell-Brucker 2005). Az előbbinél az áramlási kép elhanyagolható hierarchizáltságot mutat és közelít az egységmedence áramképéhez.

³⁴ Amennyiben az $R/K < 0,15$, akkor az áramlás a fő hidraulikus gradienssel párhuzamosan zajlik, az áramlás kevésbé hierarchizált és a transzverzális áramlások részesedése nem éri el a teljes vízforgalom 10%-át, ilyen esetben a kétdimenziós modellezés elfogadható (Gleeson és Manning 2008).

Természetesen a háromdimenziós numerikus szimuláció elégitené ki azt a bíráló által megfogalmazott igényt, hogy *a BTK felszínalatti vízáramlási, vízháztartási viszonyairól a rendelkezésre álló numerikus eszközök felhasználásával a lehető legteljesebb kvantitatív képet alkossunk. Ez lehet alkalmas újabb vízhasználatok hatáselemzésére, geotermikus beruházások tervezésének elemzésére.* Ez az igény fennáll és minket is foglalkoztat. Mi több, a háromdimenziós numerikus szimuláció irányába meg is tettük az első lépéseket. Az sem vitatható, hogy a két- és háromdimenziós számítások között vannak különbségek, így a bemeneti adatok és a numerikus eredmények is eltérnek. Néhány korábbi és frissebb tanulmány is foglalkozik ugyanazon területre vonatkozó 2D és 3D eredmények összevetésével (pl. Wang és mtsi. 2017).

Dolgozatomban a háromdimenziós modellezés megkezdését elősegítő eredmények a következők:

- i) Megállapítottam, hogy medenciléptékben a karsztmodellezés gyakorlata nem alkalmazható (ld. 4. kérdésre adott választ).
- ii) A mért adatok medenciléptékű elemzésével megismertük az áramlási tér és az áramlási rendszer jellemzőit: hidrosztratigráfia, 3D folyadék potenciál eloszlás, összes oldottanyag, hőmérséklet eloszlás, a fedőrétegek és a karbonátos víztartó kölcsönhatásai, fluidumok a rendszerben, BTK határai.
- iii) 2D numerikus szimulációs “kísérleteket” végeztünk (Martinecz 2014; Mádl-Szőnyi és Tóth Á. 2015; Havril és mtsi. 2016). Ezekben a szimulációkban: a kétdimenziós modellgeometria egyszerűsített, de a valós adatokból kiinduló hidrosztratigráfia, valamint a határfeltételek hatásának elemzése, a víztükör domborzatából adódó hajtóerő hatásainak, a beszivárgás figyelembevételével, majd a topográfiai és a felhajtóerő együttes hatásainak geológiai időskálán történő elemzése volt a cél.
- iv) Dolgozatomban ezekből az eredményekből mutattam be néhányat a (2019)-es szinten.

Azóta több numerikus szimuláció készült, melyek további hajtóerők (sótartalom, hőmérséklet különbség) kétdimenziós numerikus elemzését célozzák és megalapozzák a későbbi háromdimenziós modellezéseket (Szijártó és mtsi. 2019; Szijártó és mtsi. 2021; Galsa és mtsi. 2020).

A háromdimenziós modellezés főbb tervezett lépései:

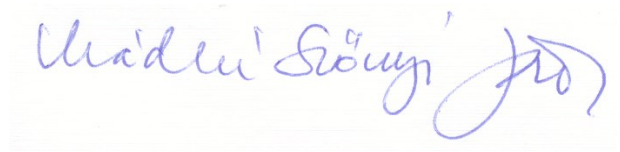
- 1) Egyszerű modell kizárólag a domborzati hajtóerő figyelembevételével³⁵
- 2) Egyéb hajtóerők egyszerű modellfelépítés mellett
- 3) A kétdimenziós modell földtani részletességének megfelelő modell felállítása a domborzati hajtóerő figyelembevételével³⁶
- 4) Egyéb hajtóerők összetett földtani modellfelépítés mellett

Ismételten megköszönöm Opponensem alapos munkáját és építő észrevételeit.

³⁵ A rendszerre levezetett hidraulikai határokat elemeztem (5.1. ábra p. 50 D), az alaphegység felszínből és annak domborzatából kiindulva egyszerűsített hidrosztratigráfiai felépítés mellett (Haas és mtsi. 2010); további felületek egyszerűsítéssel készültek a rendelkezésre álló térképekből és szelvényekből. Határfeltételek (oldalsó) a dolgozatban elvégzett tomografikus potenciáltérképek figyelembevételével, felső határfeltétel a kétdimenziós modellezésekhez hasonlóan. Alsó továbbra is bizonytalan. Egyszerű mennyiségtani elemzésekre alkalmas lehet.

³⁶ Ez a lépés nehézségbe ütközik, ugyanis mindössze néhány (6-8) szelvény menti értelmezés készült a rendszer határain belül. Itt az első lépés egy háromdimenziós földtani modell felállítása lenne (szeizmikus szelvények, fűrészi rétegsorok szintézisével stb.).

Budapest, 2021. február 14.



Mádlné Szőnyi Judit

Hivatkozások társszerzőkkel írt munkákra:

- Bodor P., Erőss A., Mádl-Szőnyi J., Czuppon Gy. (2014) A Duna és a felszín alatti vizek kapcsolata a rózsadombi megcsapolódási területen (the connection between the Danube and the groundwater system in the discharge area of Rózsadomb). *Karsztfejlődés*, 19, pp. 63-75.
- Bodor P., Erőss A., Mádl-Szőnyi J., Kovács, J. (2015) A csapadék hatása a rózsadombi források utánpótlódási és megcsapolódási területén. *Földtani Közlöny*, 145 (4), pp. 385-395.
- Erhardt I., Ötvös V., Erőss A., Czauner B., Simon Sz., Mádl-Szőnyi J. (2017) Hydraulic evaluation of the hypogenic karst area in Budapest (Hungary). *Hydrogeology Journal*, 25(6), pp. 1871-1891.
- Erőss A., Mádl-Szőnyi J., Mindszenty A., Müller I. (2006) Conclusions from a negative tracer test in the urban thermal karst area, Budapest, Hungary. In: *Urban Groundwater Management and Sustainability*. 289-298. DOI: [10.1007/1-4020-5175-1](https://doi.org/10.1007/1-4020-5175-1)
- Ford D., Williams P. (2013) *Karst hydrogeology and geomorphology*. Wiley, Chichester, UK, 576 p.
- Galsa A., Szijártó M., Galsa A. Tóth Á. Mádl-Szőnyi J. (2020) Topography- and salinity-driven groundwater flow in synthetic numerical models & along a section in Hungary, Report 2
- Garamhegyi T., Székely F., Carrillo-Rivera J., Mádl-Szőnyi J. (2020) Revision of archive recovery-tests by analytical and numerical methods for water wells in siliciclastic and karstified aquifers in the surroundings of Budapest, Hungary. *Environmental Earth Sciences* 79:129 <https://doi.org/10.1007/s12665-020-8835-6>
- Goldscheider N., Drew D. (szerk.) (2014) *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis, London, 264 p.
- Havril T., Molson J. W., Mádl-Szőnyi J. (2016) Evolution of fluid flow and heat distribution over geological time scales at the margin of unconfined and confined carbonate sequences - A numerical investigation based on the Buda Thermal Karst analogue. *Marine and Petroleum Geology*. http://real.mtak.hu/80485/1/Havril_et_al_2016_BTK_u.pdf
- Mádlné Szőnyi, J. 1994: Hosszúperiódusú vízszintváltozás a Dunántúli Középhegység főkarsztvíztárolójában. – *Hidrológiai Közlöny* 74/3, 150-162.
- Mádlné Szőnyi J., Leél-Össy Sz., Kádár M., Angelus B., Zsemle F., Erőss A., Kalinovits S., Segesdi J., Müller I. (2001b) A Budai-termálkarszt-rendszer hidrodinamikájának vizsgálata nyomjelzéssel. Készült a Környezetvédelmi Minisztérium Természetvédelmi Hivatala megbízásából. Témafelelős: Mindszenty A. ELTE TTK. Alkalmazott és Környezetföldtani Tanszék. 46 p.
- Mádlné Szőnyi J., Czauner B., Erőss A., Simon Sz. (2013) Karbonátos és csatlakozó üledékes medenceterületek fluidumdinamikai összefüggéseinek vizsgálata a szénhidrogén kutatás hatékonyságának javítása érdekében a Paleogén-medencében. Zárójelentés. Készült: a MOL Magyar Olaj- és Gázipari Nyilvánosan Működő Részvénytársaság megbízásából és számára. ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest. 200 oldal és mellékletek. Továbbá 1-2. részjelentések.
- Mádlné Szőnyi J., Páll-Somogyi K., Erőss A. A Duna és a Feszín alatti vizek kapcsolatának elemzése In: Mindszenty A. (szerk.) (2013) *Budapest Földtani értékek és az ember. Városgeológiai tanulmányok 2013. „In urbe et pro urbe”*. ELTE Eötvös Kiadó. 164-169.
- Mádl-Szőnyi J., Tóth Á. (2015) Basin scale conceptual groundwater flow model for an unconfined and confined thick carbonate region. *Hydrogeology Journal* 23 (7), pp. 1359-1380.
- Mádl-Szőnyi, J. and Tóth Á. (2017) "Topographically driven fluid flow at the boundary of confined and unconfined sub-basins of carbonates: basic pattern and evaluation approach on the example of Buda Thermal Karst." *EuroKarst 2016, Neuchâtel*. Springer, Cham, 2017. 89-98.
- Mádl-Szőnyi J., Czauner B., Iván V., Tóth Á., Simon Sz., Erőss A., Bodor P. (2019) Confined Carbonates – Regional scale hydraulic interaction or isolation? *Marine and Petroleum Geology*. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.06.006>
- Mádl-Szőnyi J. (2021) Basin-scale groundwater flow pattern in carbonate systems: from Buda Thermal Karst to further karst regions. *Karlsruhe Karst Lectures*. 2021. 01.25.
- Szijártó M., Galsa A., Tóth Á., Mádl-Szőnyi J. (2019) Numerical investigation of the combined effect of forced and free thermal convection in synthetic groundwater basins. *Journal of Hydrology*. Vol. 572. pp. 364-379.

- Szijártó M, Galsa A. Tóth Á. Mádl-Szőnyi J (2021) Numerical analysis of the potential for mixed thermal convection in the Buda Thermal Karst, Hungary. *Journal of Hydrology:Regional Studies*. Vol. 34C 100783
- Tóth, Ádám, Attila Galsa, and Judit Mádl-Szőnyi. "Significance of basin asymmetry and regional groundwater flow conditions in preliminary geothermal potential assessment—Implications on extensional geothermal plays." *Global and Planetary Change* 195 (2020): 103344.

Hivatkozott egyéb munkák:

- Abusaada M, Sauter M (2013) Studying the flow dynamics of a karst aquifer system with an equivalent porous medium model. *Ground Water* 51(4) pp. 641–650. doi:10.1111/j.1745-6584.2012.01003.x
- Alföldi L., Béltéky L., Böcker T., Horváth J., Korim K., Liebe P., Rémi R. (szerk.) (1968) Budapest Hévízei. — VITUKI, Budapest, 365 p.
- Albert, Gáspár; Magdolna Virág; and Anita Eröss. 2015. Karst porosity estimations from archive cave surveys - studies in the Buda Thermal Karst System (Hungary). *International Journal of Speleology*, 44: 151-165. Available at: <https://scholarcommons.usf.edu/ijss/vol44/iss2/3>
- Berre, I., Doster, F., Keilegavlen, E., 2019. Flow and fractured porous media: A review of conceptual models and discretization approaches. *Transport in Porous Media*. 130, 215-236., <https://doi.org/10.1007/s11242-018-1171-6>
- Csepregi A. (2007) A karsztvíztermelés hatása a Dunántúli-középhegység vízháztartására. – In: Alföldi L. & Kapolyi L. (szerk.) Bányászati karsztvízszint-süllyesztés a Dunántúli-középhegységben. MTA Földrajztudományi Kutatóintézet kiadványa, Budapest, pp. 103–113.
- Fiorillo F. (2014) The recession of spring hydrographs, focused on karst aquifers. *Water Resources Management* 28 (7): 1781-1805.
- Fodor L. 2001: A Gellért-hegy és DK-i előtere fedetlen földtani térképe. — In: Korpás L., Fodor L., Magyarai Á., Dénes GY. & Oravecz J. 2002. A Gellért-hegy földtana, karszt- és szerkezetfejlődése. — *Karszt és Barlang* 1998–1999 (2002), I–II, 57–93. Szalontai G. (1968) A budapesti hévizek kémiai tulajdonságai. – In: Alföldi L., Béltéky L., Böcker T., Horváth J., Korim K., Liebe P. & Rémi R. 1968: Budapest Hévízei. — VITUKI, Budapest, pp. 59-71.
- Garven G. (1986) The role of regional fluid flow in the genesis of the Pine Point deposit, western Canadian Basin. A reply *Economic Geology*, V. 81. p. 1015-1020.
- Ghasemizadeh R., Yu X., Butscher C., Hellweger F., Padilla I., Alshawabkeh A. (2015) Equivalent Porous Media (EPM) Simulation of Groundwater Hydraulics and Contaminant Transport in Karst Aquifers. *PLoS ONE* 10(9): e0138954. doi:10.1371/journal.pone.0138954
- Gleeson T., Manning A.H. (2008) Regional groundwater flow in mountainous terrain: three-dimensional simulations of topographic and hydrogeologic controls. *Water Resour. Res.* 44 (10): W10403.
- Goldscheider N., Drew D. (szerk.) (2014) *Methods in Karst Hydrogeology*. Taylor & Francis, London, 264 p.
- Goldscheider N. (2019) A holistic approach to groundwater protection and ecosystem services in karst terrains. *Carbonates and evaporites*. 34(5) DOI: 10.1007/s13146-019-00492-5.
- Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád G. (2010) Magyarázó Magyarország pre-kainozoos földtani térképéhez 1:500 000. Magyar Földtani és Geofizikai Intézet, Budapest.
- Haitjema H. M., Mitchell-Bruker S. (2005) Are water tables a subdued replica of the topography? *Ground Water* 43 (6) pp. 781–786.
- Hartmann A., Goldscheider N., Wagener T., Lange J., Weiler W. (2014) Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. *Reviews of Geophysics* 52 (3), 218-242
- Havril T. (2018) Numerical simulation of groundwater flow and heat transport over geological time scales at the margin of unconfined and confined carbonate sequences. Doktori disszertáció. ELTE TTK Átlános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest. 94 p.
- Kessler, H., 1963: Karszthidrológiai észlelőállomás létesítése a gellérthegeyi barlangban. — VITUKI összefoglaló jelentés a kutatási munka eredményeiről 13p.
- Király L. (1975) Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. – In: Burger A, Dubertret L (eds) *Hydrogeology of karstic terrains*. Int. Union Geol. Sci. Ser. B 3, IAH, Paris, pp. 53–67.
- Kovács, A. 2003: Geometry and Hydraulic Parameters of Karst Aquifers: A Hydrodynamic Modelling Approach. — Doctoral Thesis, University of Neuchâtel, Switzerland, 131 p.
- Kovács A. Perrochet P., Király L., Jeannin PY. 2005 A quantitative method for the characterization of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. *Journal of Hydrogeology* 303 (1), 152-164.
- Kovács A., Sauter M. (2007) Modelling Karst hydrodynamics. – In: Goldscheider N, Drew D (eds) *Methods in Karst Hydrogeology*. International Contributions to Hydrogeology, 26, IAH, Wallingford, UK, pp. 201–220.
- Kovács A., Perrochet P. 2008 A quantitative approach to spring hydrograph decomposition. *Journal of Hydrology* 352 (1) 16-29.

- Kovács A., Perrochet P., Darabos E., Lénárt L., Szűcs P. (2015) Well hydrograph analysis for the characterization of flow dynamics and conduit network geometry in a karst aquifer, Bókk Mountains, Hungary, *Journal of Hydrology* 530, 484-499.
- Kovács A. (2019) Karbonátos vízáradók hidraulikai viselkedése és osztályozása hazai példákon keresztül. In: Budai T., Palotás K., Piros O. (2019) A Magyar Királyi Földtani Intézet jubileuma és az Eötvös Loránd Emlékév tiszteletére, Balatonfüred 2019. október 3-5. Földtani és Geofizikai Vándorgyűlés 25-28
- Kuniansky E. L., Holligan K. Q. (1994) Simulations of flow in the Edwards-Trinity aquifer systems and contiguous hydraulically connected units, west-central Texas. USGS Water-Resources Investigations Report 93-4039 40 p.
- Lapcevic P., Novakowski K., Sudicky E., (1999) Groundwater flow and solute transport in fractured media, Chapter 17 in: Delleur, JW (ed) *The Handbook of Groundwater Engineering*. pp. 17-39.
- Loaiciga H., Maidment D., Valdes J. (2000) Climate-change impacts in a regional karst aquifer. Texas, USA. *Journal of Hydrology* 227 (1), pp. 173-194.
- Lovrity V. (2019) A Veszprémi-fennsík területén található karbonátos víztartó és a fedőképződmények hidraulikai kapcsolatának vizsgálata. Diplomamunka. ELTE Általános és Alkalmazott Földtani tanszék
- Maillet E. 1905 *Essais d'hydraulique souterraine et fluviale*. Hermann, Paris.
- Martinecz Á. (2014) hidrosztratigráfiai értékelés és áramkép szimuláció a Budai Termálkarszton. Diplomamunka ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék Budapest. p. 110.
- Pankow J. F., Jhonson R. L., Hewetson J. P., Cherry J. A. (1986) An evaluation of contaminants migration patterns at two waste disposal sites on fractures porous media in terms of the equivalent porous medium (EPM) model. *Journal of Contaminant Hydrology* Vol:1. 1-2. pp. 65-76.
- Papp, F., 1942: Budapest meleg gyógyforrásai. — A Budapesti Központi Gyógy- és Üdülőlhelyi Bizottság Rheuma és Fürdőkutató Intézet kiadványa, Budapest, 252 p.
- Pável E. (2014) Karbonátos képződmények mélybeli üregesedésre utaló jegyeinek vizsgálata a Budai Termálkarszton. OTDK-dolgozat. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék. 63 p.
- Priegl Cs. (2016) Mi állhat a felszín alatti vizek útjába? Vízsztintváltozások észlelése és értelmezése a Gellért-tározó szelvényében. TDK dolgozat. ELTE TTK Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest, 42 p.
- Rodríguez L., Vives L., Gomez A. (2013) Conceptual and numerical modeling approach of the Guarani Aquifer System. *Hydrology and Earth System Sciences* 17(1), pp. 295-314.
- Sauter M. (1992) Quantification and forecasting of regional groundwater flow and transport in a karst aquifer (Gallusquelle, Malm, SW. Germany). University of Tübingen, Tübingen, 150 p.
- Scanlon B.R., Mace R.E., Barrett M.E., Smith B. (2003) Can we simulate regional groundwater flow in a karst system using equivalent porous media models? Case study, Barton Springs Edwards aquifer, USA. *Journal of Hydrology* 276 (1), pp. 137-158.
- Schafarzik, F., 1920: Szökevény hévforrások a Gellérthegey tövében. — *Földtani Közöny*, 1920, III.évf., pp 79-158.
- Singhal B.B.S., Gupta R.P. (2010) *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Springer.
- Somogyi K. (2009) A Duna hatásának vizsgálata a Gellért-hegy felszín alatti vizeire. *Hidrológiai Tájékoztató*. 23.
- Striczki I (2010): A Duna és a Felszín alatti vizek kapcsolatát vizsgálata a budai Duna-parti Főgyűjtő csatorna monitoring rendszerébe tartozó kutak, források segítségével. Diplomamunka, ELTE Általános és Alkalmazott Földtani Tanszék, Budapest.
- Teutsch G., Sauter M. (1991) Groundwater modeling in karst terranes: Scale effects, data acquisition and field validation, National Ground Water Association, Nashville, TN. pp. 17-35.
- Teutsch G., Sauter M. (1998) Distributed parameter modelling approaches in karst hydrological investigations. *Bull. d'Hydrogéologie*, 16, pp. 99-109.
- Tóth Á. (2018) A Balaton-felvidék felszínalatti vizeinek hidraulikai kapcsolata a Bakonnyal és a Balatonnal. Doktori disszertáció. ELTE TTK, Budapest
- Tóth J. (1971) Groundwater discharge: a common generator of diverse geologic and morphologic phenomena. *IASH Bull.* 16 (1-3) pp. 7-24.
- Tóth J. (1995) Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeol Journal* 3 (4) pp. 4-16.
- Tóth J. (1999) Groundwater as a geologic agent: an overview of the causes, processes, and manifestations. *Hydrogeol Journal* 7: pp. 1-14
- Wang Xu-Sheng, Wan Li, Jiang Xiao-Wei, Li Hailong, Zhou Yangxiao, Wang Junzhi, Ju Xiaohui (2017) Identifying three-dimensional nested groundwater flow systems in a Tóthian basin. *Advances in Water Resources*. 108. 139-156.
- Wellman T.P., Poeter E.P. (2006) Evaluating uncertainty in predicting spatially variable representative elementary scales in fractured aquifers, with application to Turkey Creek Basin, Colorado. *Water. Resour. Res.* 42 (8): W08410. doi:10.1029/2005WR004431.

